



УДК 550.34, 552.321.6
+552.335

С. А. Хубуная¹, Л. И. Гонтовая¹, С. В. Москалёва¹,
А. В. Соболев², В. Г. Батанова², Д. В. Кузьмин³, О. Б. Кузьмина³

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: hubsa@kscnet.ru*

² *Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского,
г. Москва; e-mail: asobolev@geokhi.ru*

³ *Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева,
г. Новосибирск; e-mail: d.kuzmin@tpic.de*

Оливины и пироксены магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской — показатели процессов фракционной кристаллизации в малоглубинном периферическом очаге

Изучены петрографические, минералогические и геохимические особенности известково-щелочных магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов и андезибазальтов побочных и вершинных извержений 1938, 1945, 1966, 1994 и 2008 гг. Ключевского вулкана. Их анализ, сходное поведение в распределении главных элементов и элементов примесей в оливинах и пироксенах в течении всего периода кристаллизации от ликвидуса к солидусу, значительные объёмы продуктов вулканических извержений, их продолжительность указывают на процессы фракционной кристаллизации базальтовой магмы, протекающие в долгоживущем промежуточном магматическом очаге. Мониторинг хронологии вершинного извержения 1994 г., дифференциация составов лав, природнозакалённых расплавных микровключений в оливинах, присутствие во всех побочных и вершинных базальтах и андезибазальтах неравновесных ассоциаций минералов, характерных для мантийных выплавов, свидетельствуют о расслоении промежуточной магматической камеры. Петрологические данные хорошо согласуются с результатами геофизических исследований. Выявленные геофизические скоростные и плотностные аномалии в верхней части земной коры под постройкой вулкана Ключевской, петрологические особенности продуктов вулканической деятельности свидетельствуют о наличии долгоживущего малоглубинного периферического магматического очага.

Введение

Изучение магматических очагов под вулканом Ключевской является одной из первоочередных задач вулканологии, тесно связанной с решением проблемы генезиса вулканических пород, прогнозом вулканических извержений и вулканической опасностью. Впервые, наличие расслоенного магматического очага под вулканом Ключевской предполагал А. А. Меняйлов, при изучении его извержений 1937–1938 гг. [7]. Позднее, на основании изучения ксенолитов третичных пород из лав побочных прорывов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской, на это же указывал Б. И. Пийп [13, стр. 71].

Наши данные и результаты работ других исследователей о возможности существования малоглубинных очагов под вулканом Ключевской основывались на детальном изучении петрографии, минералогии и геохимии магнезиальных и высокоглинозёмистых андезибазальтов и базальтов большинства доисторических и исторических извержений [8, 9, 14–16]. В тоже время, известно, что изу-

чение составов порфировых вулканических пород вулкана Ключевской связано с выяснением роли фракционной кристаллизации, которая может существенно изменять реальные составы расплавов, из которых образовались эти породы [2]. Поэтому, при реконструкции составов расплавов, исходных для порфировых пород, особенно важным является изучение природнозакалённых расплавных включений в минералах, изучение концентраций элементов-примесей в минералах на всех этапах кристаллизации — от ликвидуса до солидуса.

Это сообщение посвящено аргументации наличия малоглубинного магматического очага под постройкой вулкана Ключевской. Здесь представлены результаты изучения химических составов природнозакалённых стёкол расплавных микровключений в оливинах высокоглинозёмистых андезибазальтов вершинного извержения 1994 г., распределения главных элементов и элементов-примесей в оливинах и пироксенах высокоглинозёмистых и магнезиальных базальтов и андезибазальтов его

исторических побочных и вершинных извержений 1938, 1966, 1994, 2008 гг. Петрологические данные сопоставляются с результатами геофизических исследований этого района.

Методы исследования

Методика отбора и подготовки минералов для изучения химических составов. Для выполнения поставленной задачи из раздробленных пород в бромформе были выделены смешанные фракции оливинов и клинопироксенов размером 0,25–0,5 мм и 0,5–1 мм. Смешанные фракции минералов были разделены на монофракции с помощью бинокулярного микроскопа. Отобранные минералы помещались в «кампаунд» из эпоксидной смолы и диметилфталата. После отвердевания, полученные препараты приполировывались для работы на рентгеноспектральных микроанализаторах.

Методика определения главных элементов и элементов-примесей. Аналитические работы были выполнены в Германии в Институте Химии им. Макса Планка, в рамках гранта А. В. Соболева, по проекту Пауля Вольфганга. Главные элементы и элементы-примеси в оливинах и клинопироксенах определялись на электронном микроанализаторе Jeol JXA 8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка, Майнц (Германия). Пироксены анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА с использованием эталона природного авгита USNM164905 [19] с типичной погрешностью менее 1–2 отн.%. Оливины были проанализированы по специальной методике, позволяющей достигать точности 20–30 г/т (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, Co и 0,02 мол.% для Mg, Fe и Si, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 300 нА [23]. Таким образом были исследованы химические составы нескольких тысяч зёрен оливинов и клинопироксенов.

Элементы-примеси в пироксенах и стеклах были исследованы на масс-спектрометре ELEMENT-2, Thermo Scientific, Англия, с твердотельным лазером UP-213 New Wave Research, Англия, в Институте химии им. Макса Планка, Майнц (Германия). В качестве стандарта использовали базальтовое стекло KL-2G и NIST 612 [20], а в качестве нормирующего элемента — Ca. Типичный диаметр кратера в минерале после прожигания лазером составлял 60–80 мкм, а время абляции 60–80 с. Погрешность определения концентрации, оценённая по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн.% (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 г/т и 10 отн.% для концентраций около 0,1 г/т.

Характеристика исследованных образцов.

Геологическое положение и краткое описание образцов.

Минералы побочных извержений вулкана Ключевской были отобраны из лавовых потоков магнезиальных базальтов извержения 1938 г. Билукай и высокоглинозёмистых андезибазальтов прорывов

1945 и 1966 гг. (имени А. Н. Заварицкого и Б. И. Пийпа). Петрографические особенности и химизм вулканических продуктов вершинных и побочных извержений подробно описаны в наших ранних работах [14–16]. Магнезиальные базальты прорыва Билукай — плагиоклаз-клинопироксен-оливиновые породы. Высокоглинозёмистые андезибазальты вершинных 1994, 2008 гг. и побочных извержений Заварицкого и Пийпа — клинопироксен-оливин-плагиоклазовые породы. Во всех рассматриваемых продуктах вулканических извержений присутствуют высокомагнезиальные оливины и клинопироксены, неравновесные к составам пород, в которых они находятся [11, 15, 16].¹

Вершинное извержение 1994 г. вулкана Ключевской, этапы извержения и его продукты подробно описаны в ранних публикациях [10, 16]. Оливины и клинопироксены были отобраны из вулканических продуктов всех этапов этого извержения: шлаковых лапилли и потоков лав высокоглинозёмистых андезибазальтов вулканического и стромболианского этапов, а также из обломков лав пирокластических потоков плинианской финальной стадии извержения. Оливины и клинопироксены вершинного извержения 2008 г. были отобраны из потоков лав высокоглинозёмистых андезибазальтов.

В оливинах из шлаковых лапилли были изучены природнозакалённые расплавные микровключения (рис. 1). Для вулкана Ключевской — это уникальные образования. В них отсутствуют кристаллические фазы (минералы-узники) и усадочные пузырьки. Состав природнозакалённого расплавного микровключения отражает состав магматического расплава, из которого образовался оливин (минерал-хозяин). Стёкла закалённых расплавных включений были изучены во всём наблюдаемом интервале магнезиальности оливинов F_{080-65} . Было исследовано 465 фенокристаллов оливинов и 45 природнозакалённых стёкол расплавных микровключений.

Результаты исследований и их обсуждение

Химический состав вулканических продуктов вершинного извержения 1994 г. сильно дифференцирован (табл. 1). Шлаковые лапилли вулканического и лавы стромболианского этапов извержения относятся по составам к высокоглинозёмистым андезибазальтам, близким к андезитам, $SiO_2 = 55 - 56$ мас.%. (табл. 1). Обломки лав из пирокластических потоков плинианского этапа отвечают составам известково-щелочных высокоглинозёмистых и магнезиальных базальтов, ($SiO_2 = 52 - 53$ мас.%). Присутствие двух типов лав в вулканических продуктах одного извержения может свидетельствовать о расслоенности магматической камеры.

На расслоенность магматической камеры прямо указывают составы закалённых стёкол расплавных микровключений из оливинов шлаковых лапилли.

¹Расчёт равновесных составов оливинов на ликвидусе магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов и андезибазальтов базальтов представлены в работах [14, 15, 16]

Таблица 1. Составы лав вершинных извержений вулкана Ключевской (вес.%)

Оксиды	Б-1	Б-2	3000-4	3000-11	3000-1	3000-2	3000-3	9	1	5
SiO ₂	55,56	54,98	52,35	52,66	54,11	53,71	53,93	55,64	54,13	54,16
TiO ₂	1,03	1,02	0,86	0,84	1,11	1,07	1,09	1,05	1,12	1,09
Al ₂ O ₃	17,81	18,04	16,79	18,29	18,57	18,52	18,26	17,44	18,17	17,39
Fe ₂ O ₃	1,55	1,43	3,01	3,34						
FeO	6,04	6,26	6,61	5,98	8,23	8,60	8,49	7,93	8,58	8,55
MnO	0,15	0,14	0,13	0,16	0,14	0,17	0,16	0,15	0,15	0,15
MgO	5,22	5,10	7,00	5,84	4,72	4,80	4,85	4,86	4,51	5,36
CaO	9,58	8,2	8,78	7,14	8,36	8,28	8,17	8,16	8,16	8,35
Na ₂ O	2,65	3,04	3,04	3,04	3,50	3,45	3,52	3,37	3,52	3,46
K ₂ O	1,15	1,15	1,02	1,26	1,08	0,96	1,06	1,06	1,05	1,06
P ₂ O ₅	0,22	0,2	0,24	0,23	0,22	0,15	0,18	0,19	0,13	0,20
Сумма	100,96	99,56	99,83	99,57	100,05	99,71	99,73	99,85	99,53	99,79

Примечания: Б-1, Б-2 – шлаковые лапилли высокоглинозёмистых андезибазальтов вулканического этапа извержения 1994 г.; 3000-4, 3000-11 – обломки магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов пирокластических потоков извержения 1994 г.; 3000-1, 3000-2, 3000-3 – образцы лавового потока высокоглинозёмистых андезибазальтов стромболианского этапа извержения 1994 г.; 9, 1, 5 – образцы лавового потока высокоглинозёмистых андезибазальтов извержения 2008 г. Анализы Б-1, Б-2, 3000-4, 3000-11 – выполнены методом полного силикатного анализа в ИВиС ДВО РАН (аналитики Н. А. Соловьёва, В. В. Дунин-Барковская). Остальные анализы выполнены методом масс-спектрометрии с лазерным отбором вещества в Институте химии им. Макса Планка (Германия).

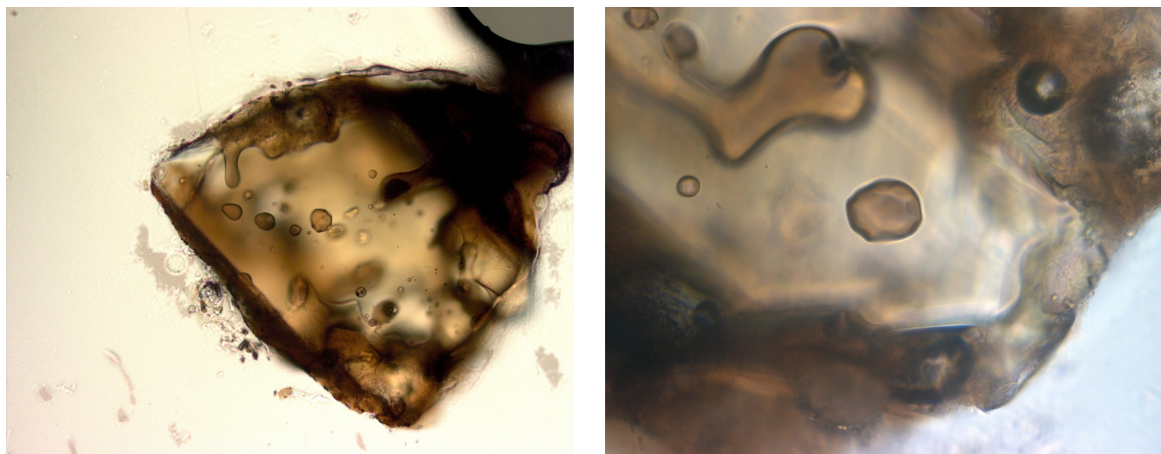


Рис. 1. Стёкла природнозакалённых расплавных включений в оливине шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской

Они так же дифференцированы, как и составы пород – от базальтов до андезитов (рис. 2). Геохимические связи здесь очевидны. Уменьшение CaO и Al₂O₃ при повышении SiO₂ в расплаве связано с кристаллизацией Pl и Crx, что подтверждается петрографическим и пробирным анализами. Очевидно, оливины из шлаковых лапилли были образованы из серии расплавов от базальтового состава до – андезитового. Чтобы это произошло, необходима магматическая камера, где мог размещаться расплав в равновесных условиях и эта камера должна быть расслоена. На приповерхностное положение камеры указывают резкая дегазация S, связанная с понижением SiO₂ в расплавных микровключениях (рис. 2). При этом, максимальная дегазация S на-

блюдается в расплавных включениях андезитового состава. Последнее свидетельствует о расположении расплавов, близких к андезитовым в верхней апикальной части магматической камеры.

Наиболее характерной чертой составов природнозакалённых стёкол расплавных включений в оливинах, позволяющей обосновать присутствие магматической камеры под постройкой вулкана, является дуализм в содержаниях CaO в расплавах и оливинах, которые кристаллизовались из этого расплава (рис. 3). Содержание CaO в расплавных микровключениях резко убывает по мере уменьшения их магнезиальности (от 10 до 7 вес.%). В то же время концентрация CaO в оливинах, которые кристаллизовались из этих расплавов, напротив,

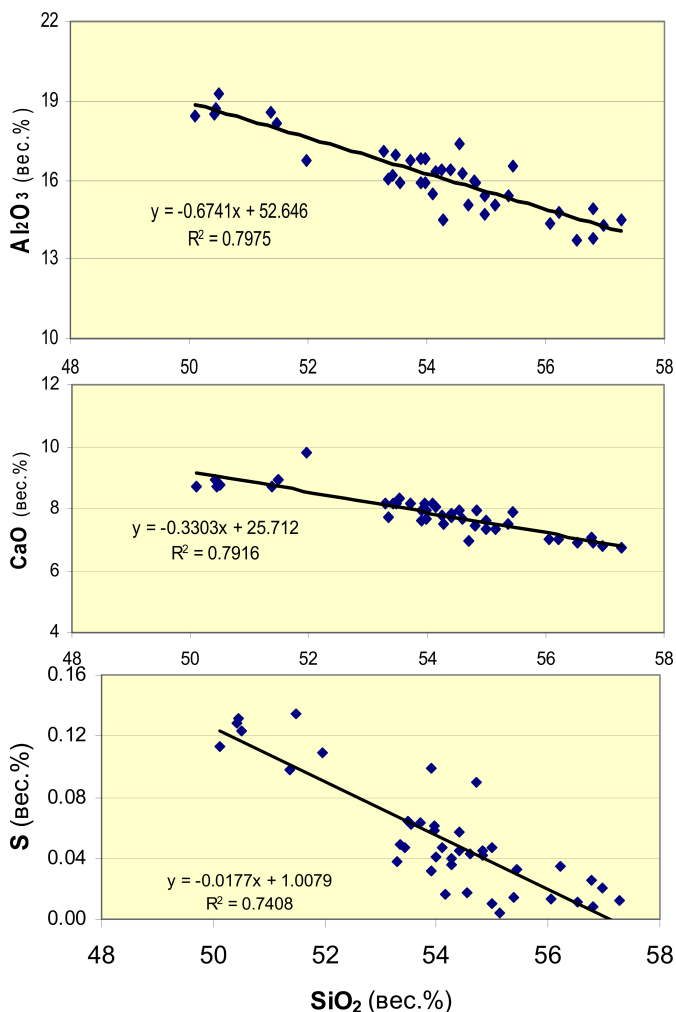


Рис. 2. Зависимость содержания CaO и Al_2O_3 от SiO_2 в природнозакалённых стёклах расплавных включений шлаковых лапилли извержения 1994 г. вулкана Ключевской. Примечание: R^2 — величина достоверности аппроксимации.

возрастает на 100% (от 0,12 до 0,25 вес.%), по мере уменьшения магнезиальности оливинов. Составы расплавных микровключений в оливинах отвечают составам высокоглинозёмистых базальтов, андезибазальтов и андезитов (табл. 2). Так резкое возрастание содержания CaO в оливинах отражает кристаллизацию оливинов из высокоглинозёмистых базальтовых, андезибазальтовых и андезитовых расплавов. Минимальное содержание CaO наблюдается в оливинах, которые кристаллизовались из базальтовых расплавов, а максимальное — из расплавов близких к андезитовым составам (табл. 2).

Эта геохимическая метка повторяется в составах оливинов всех рассматриваемых магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов и андезибазальтов (рис. 4). Здесь хорошо видно, что содержание CaO в оливинах резко возрастает не только в 45 кристаллах оливинов с расплавными микровключениями, но эта тенденция присутствует во всех 465 кристаллах оливинов шлаковых лапилли, по ме-

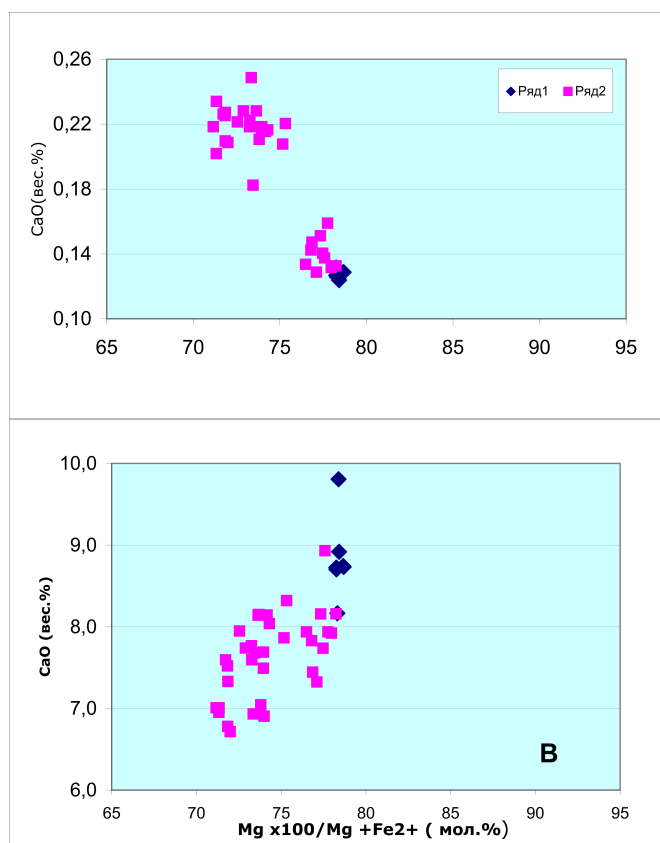


Рис. 3. Зависимость содержания CaO в оливинах и природнозакалённых расплавных включениях от магнезиальности оливинов. Примечание: 1 — высокоглинозёмистый базальт; 2 — андезибазальты и андезиты.

ре уменьшения их магнезиальности оливинов после Fo_{80} . Монотонное увеличение содержаний CaO в оливинах после Fo_{80} фиксируется во всех рассматриваемых продуктах вулканической деятельности, вне зависимости от их состава, возраста или места извержения. Эти геохимические особенности наблюдаются в оливинах лавовых потоках высокоглинозёмистых андезибазальтов вершинных извержений 1994 и 2008 гг., побочных прорывов 1945 и 1966 гг., в магнезиальных базальтах прорыва 1938 г. Геохимические особенности оливинов высокоглинозёмистых и магнезиальных андезибазальтов и базальтов невозможно объяснить кристаллизацией из одного базальтового, андезибазальтового или андезитового расплавов. Как только начнет кристаллизоваться плагиоклаз, содержание CaO в расплаве должно резко понизиться. Оно должно понизиться и в оливине, который кристаллизуется из этого расплава. Монотонное повышение CaO в оливинах обусловлено повышением коэффициентов распределения Ca (K_d), от базальтовых расплавов к андезибазальтовым — и к андезитовым². Таким образом, возрастание CaO в оливинах при понижении их маг-

² $K_d = K_m / K_s$, где K_m — концентрация элемента в минерале, K_s — концентрация элемента в расплаве.

Таблица 2. Представительные составы природнозакалённых расплавных включений в оливинах (минерал-хозяин)

	В-1-51а	В1-33а	В1-37а	В1-36а	В1-27а	В1-42а	В1-3а	В1-48а	В1-31а	В1-16а	В1-60а	В1-9б
SiO ₂	50,105	50,442	51,968	53,356	53,980	54,088	54,409	54,836	55,449	56,227	56,788	57,276
TiO ₂	1,153	1,139	1,138	1,277	1,346	1,342	1,399	1,373	1,448	1,524	1,462	1,711
Al ₂ O ₃	18,455	18,689	16,712	16,067	15,775	15,440	16,370	15,928	16,556	14,786	14,298	14,469
FeO	9,856	9,550	9,691	10,179	9,892	10,268	9,479	9,568	9,712	11,104	9,505	10,037
MnO	0,141	0,137	0,188	0,227	0,188	0,186	0,174	0,192	0,217	0,222	0,163	0,209
MgO	4,558	4,581	3,735	4,171	3,963	3,638	3,912	2,999	2,754	2,615	3,021	2,956
CaO	8,725	8,703	9,807	7,739	7,678	8,156	7,736	7,922	7,863	7,008	7,043	6,715
Na ₂ O	3,309	3,102	2,967	3,403	3,593	3,393	2,940	2,914	2,857	3,027	2,942	2,918
K ₂ O	0,971	0,947	0,903	1,160	1,236	1,187	1,171	1,193	1,174	1,306	1,480	1,498
P ₂ O ₅	0,188	0,197	0,186	0,231	0,221	0,231	0,222	0,228	0,245	0,254	0,296	0,325
S	0,113	0,131	0,109	0,049	0,041	0,047	0,057	0,045	0,033	0,035	0,026	0,013
Cl	0,081	0,081	0,071	0,066	0,070	0,069	0,068	0,068	0,068	0,073	0,068	0,074
Σ	97,644	97,699	97,474	97,924	98,956	98,045	97,936	97,265	98,375	98,182	97,719	98,199
Fo	78	78	78	73	73	77	77	78	75	71	74	72
SiO ₂	38,935	38,31	39,261	37,383	37,608	38,591	38,606	39,029	38,726	38,112	38,087	37,835
TiO ₂	0,016	0,012	0,012	0,019	0,019	0,017	0,014	0,014	0,02	0,014	0,017	0,016
Al ₂ O ₃	0,022	0,017	0,021	0,018	0,028	0,021	0,015	0,021	0,023	0,017	0,020	0,020
FeO	20,140	20,124	20,455	24,502	24,00	21,011	21,000	20,726	23,076	26,314	24,105	25,430
MnO	0,317	0,322	0,325	0,473	0,457	0,346	0,344	0,339	0,430	0,518	0,46	0,498
MgO	40,635	40,820	41,604	36,964	37,240	40,220	40,520	41,152	39,187	36,415	38,093	36,670
CaO	0,132	0,127	0,128	0,228	0,182	0,151	0,140	0,132	0,208	0,218	0,211	0,209
NiO	0,112	0,092	0,105	0,038	0,041	0,080	0,070	0,096	0,044	0,035	0,040	0,036
CoO	0,0293	0,0303	0,0290	0,0295	0,0291	0,0294	0,0294	0,0317	0,0301	0,0306	0,0270	0,0295
Cr ₂ O ₃	0,001	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,0004	0,002	0,004	0,002	0,006	0,002
Σ	99,799	99,953	101,944	99,659	99,609	100,470	100,744	101,543	101,748	101,675	101,066	100,745

Примечания: Fo = Mg × 100 / (Mg + Fe²⁺) (мол.%) – магнезиальность оливинов.

незиальности после Fo₈₀ во всех рассматриваемых вулканитах свидетельствует об их кристаллизации из расслоенной промежуточной камеры. Как это видно по составам расплавных микровключений шлаковых лапилли извержения 1994 г. Кроме того, во всех магнезиальных базальтах и высокоглинозёмистых андезибазальтах присутствуют высокомагнезиальные оливины, неравновесные к составам вулканических пород в которых они находятся. При этом, содержание CaO в оливинах сначала монотонно падает с падением его магнезиальности от Fo₉₀ до Fo₈₀, а затем резко возрастает (рис. 4). Эти геохимические особенности оливинов вершинных и побочных высокоглинозёмистых андезибазальтов и магнезиальных базальтов, также свидетельствуют об одинаковых условиях их кристаллизации.

Сходство в истории кристаллизации оливинов вулканогенных пород всех рассматриваемых извержений видно и по содержанию других главных элементов и элементов-примесей. Содержание SiO₂ в оливинах всех пород монотонно падает (от 41 до 37 вес.%), с уменьшением магнезиальности оливина. При этом, магнезиальность оливинов, также одинаково падает во всех вулканитах (от Fo₉₀ до Fo₇₀). Содержания Cr₂O₃ и NiO в оливинах вулканогенных пород всех рассматриваемых извержений,

также одинаково падают, с уменьшением магнезиальности оливинов. В то же время, концентрации MnO и CoO в оливинах магнезиальных базальтов и высокоглинозёмистых андезибазальтов всех рассматриваемых извержений, напротив, одинаково увеличиваются с падением его магнезиальности.

Сходные минералогические особенности фиксируются в клинопироксенах магнезиальных базальтов и андезибазальтов побочных прорывов 1938 г. В них также присутствуют многочисленные неравновесные высокомагнезиальные кристаллы клинопироксенов, которые не могли кристаллизоваться из базальтового и андезибазальтового расплавов соответствующим составам пород, в которых они находятся (рис. 5). Здесь видно закономерное распределение высокомагнезиальных неравновесных кристаллов в зависимости от места их нахождения в периферическом магматическом очаге. Самое большое количество высокомагнезиальных неравновесных пироксенов фиксируется в продуктах наиболее поздних извержений Билюкай (высота 900 м) и Тирануса (1000 м). Эти высокомагнезиальные пироксены находились в нижней части магматической камеры. Значительно меньшее количество неравновесных высокомагнезиальных пироксенов присутствует в андезибазальтах более ранних, по времени,

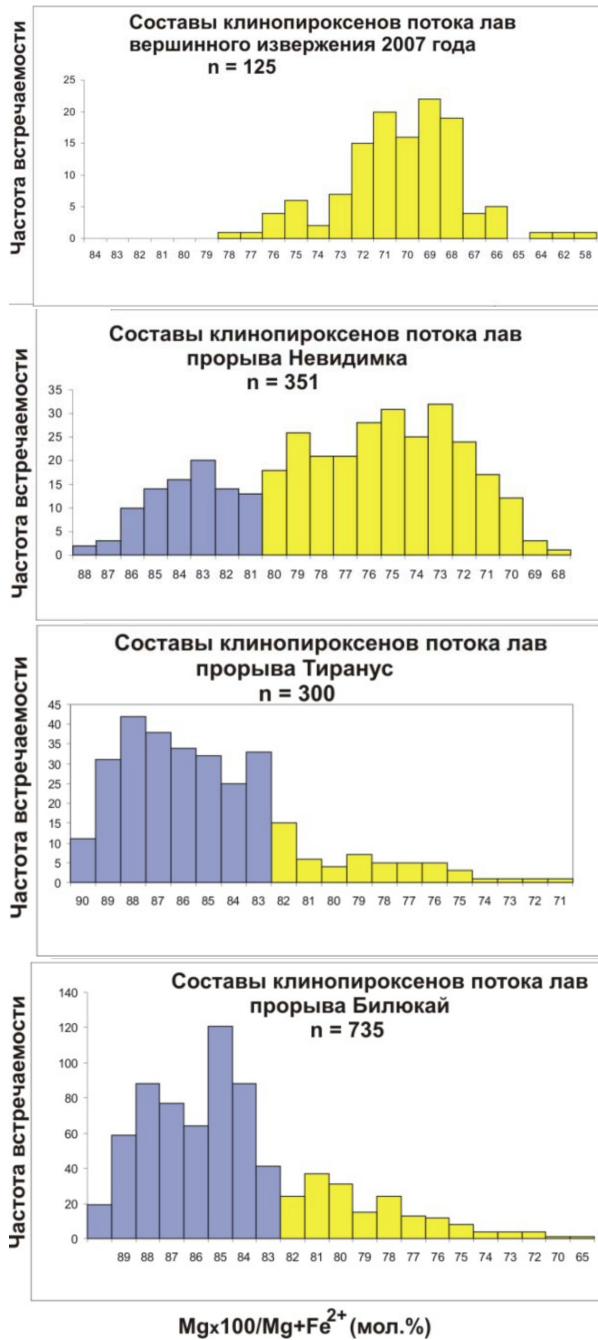


Рис. 5. Составы клинопироксенов известково-щелочных магнезиальных базальтов и высокоглинозёмистых андезибазальтов вершинных и побочных (1938 г.) извержений вулкана Ключевской.

извержений Невидимки (1260 м), которые находились, в верхней части магматической камеры. Высокомагнезиальные разности клинопироксенов практически отсутствуют в вулканических продуктах вершинного извержения 2007 г.

Наличие высокомагнезиальных и низкомагнезиальных клинопироксенов и разные пути их кристаллизации видны во всех потоках магнезиальных базальтов Билюкай, Тиранус и Невидимки (рис. 6). Здесь непрерывный тренд обогащения клинопи-

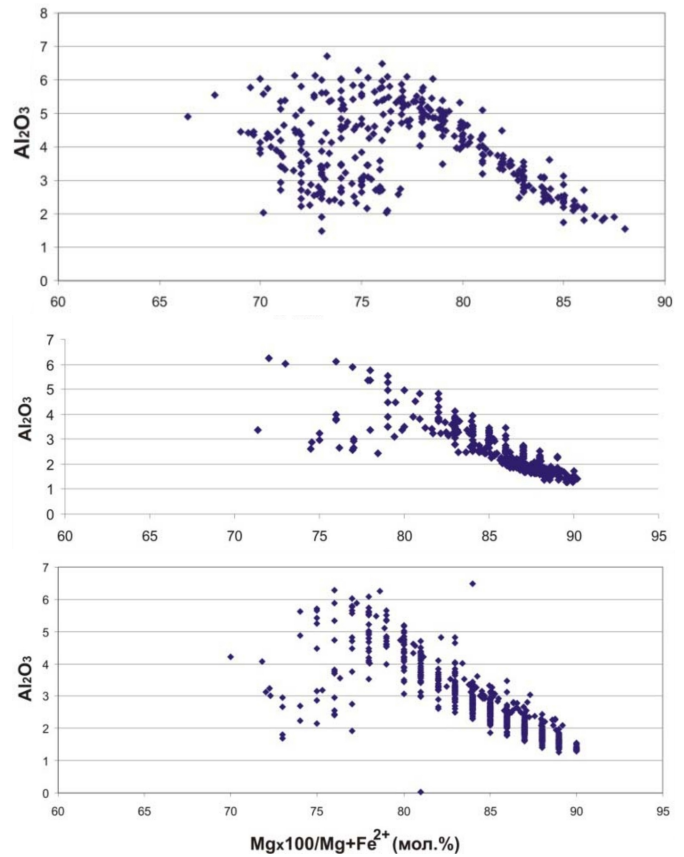


Рис. 6. Зависимость содержания Al_2O_3 от магнезиальности клинопироксенов в лавовых потоках побочного извержения 1938 г. Примечания: А — лавовый поток Невидимка; В — лавовый поток Тиранус; С — лавовый поток Билюкай.

роксенов Al_2O_3 , характерных для кристаллизации магнезиальных расплавов, разделяется на два тренда после кристаллизации плагиоклаза. При этом, содержание глинозёма у одних клинопироксенов закономерно падает, так как расплав обедняется глинозёмом после кристаллизации плагиоклаза. Вторая часть клинопироксенов не затронута этим процессом. Эти клинопироксены кристаллизовались из более магнезиальных расплавов, где плагиоклаз ещё не кристаллизовался. Реально такие высокомагнезиальные базальты присутствуют среди побочных извержений Ключевского вулкана [14].

Резюмируя петрологические аргументы существования расслоенного магматического очага под постройкой вулкана Ключевской, можно отметить следующее.

Дуализм в поведении содержаний CaO в оливинах и расплавах, из которых они кристаллизовались. Монотонное возрастание CaO в оливинах по мере уменьшения их магнезиальности. Эти геохимические особенности фиксируется в вулканических продуктах всех вершинных и побочных извержений вулкана Ключевской.

Присутствие неравновесных оливинов и клинопироксенов в магнезиальных базальтах и высоко-

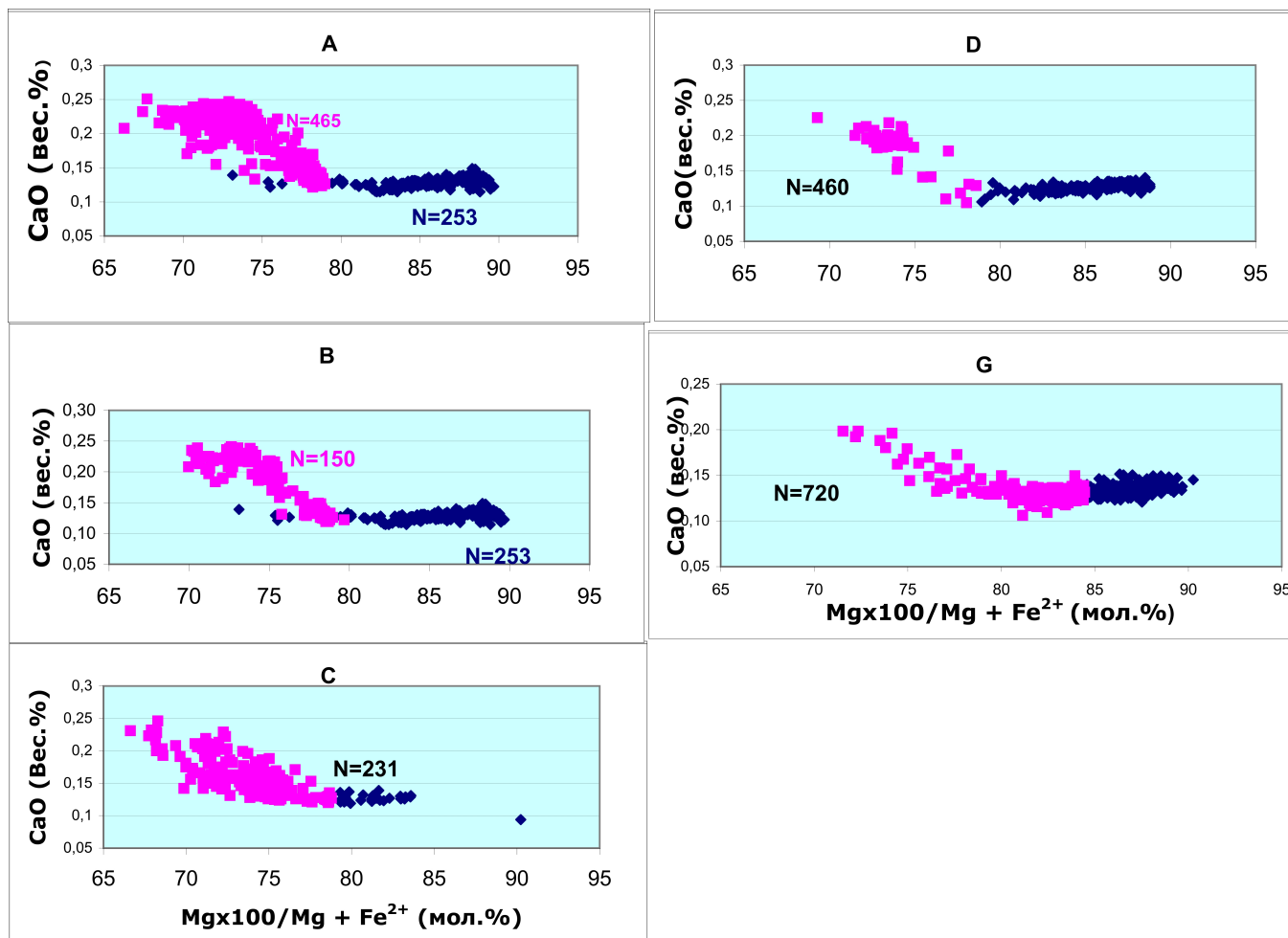


Рис. 4. Зависимость содержания CaO от магниальности оливинов в высокоглинозёмистых и магниальных андезибазальтах и базальтах вулкана Ключевской.

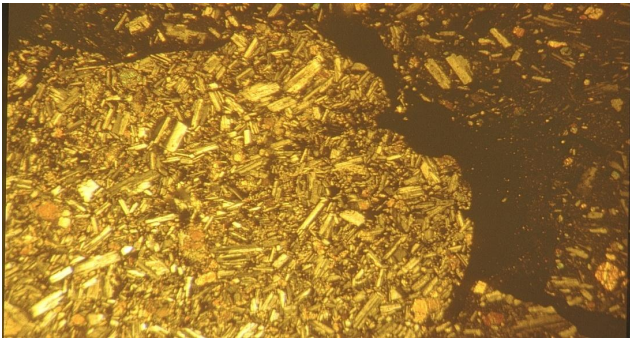
Примечания: Вершинное извержение 1994 г.: **А** 1 — Оливины высокоглинозёмистых андезибазальтов шлаковых лапилли; 2 — оливины магниальных базальтов из обломков пирокластического потока в Крестовском жёлобе. **В** 1 — Оливины высокоглинозёмистых андезибазальтовых потоков; 2 — оливины магниальных базальтов из обломков пирокластического потока Крестовском жёлобе. **С** — Вершинное извержение 2008 г. Оливины высокоглинозёмистого андезибазальтового потока. **Д** — Оливины высокоглинозёмистого андезибазальтового потока побочного извержения 1966 г. **Г** — Оливины магниального базальтового потока Билюкай побочного извержения 1938 г.

Квадратики — оливины равновесные к составу породы, в которых они кристаллизовались; ромбики — оливины неравновесные к составу породы, в которых они находятся. *N* — количество анализов.

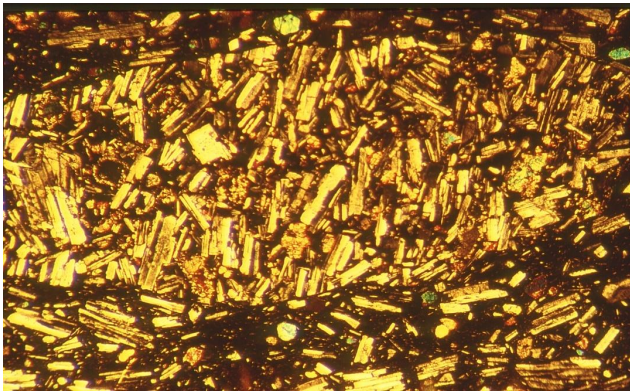
глинозёмистых андезибазальтах всех рассматриваемых извержений. Значительная часть оливинов и клинопироксенов не могла кристаллизоваться из расплава, отвечающего химическому составу магниального базальта или высокоглинозёмистого андезибазальта, где они присутствуют. Эти неравновесные ассоциации кристаллов присутствуют во всех без исключения продуктах вулканической деятельности побочных извержений. В результате вулканических извержений захватывалась магма с кристаллами высокомагниальных оливинов и клинопироксенов из глубинной части очага. Они достаточно редки в лавах вершинных извержений, вероятно из-за большой высоты постройки. Тем не менее, во время вершинного извержения 1994 г.

пароксизмальный взрыв был настолько сильный, что поднял со дна камеры расплавы с высокомагниальными оливинами и клинопироксенами. После этого, вулкан не извергался в течение 9 лет. Взрывом была опустошена часть магматической камеры.

Реальность подобной модели строения магматического очага подтверждается наблюдениями по обогащению высокомагниальными оливинами и клинопироксенами (до 9% от объёма породы) конечных порций потоков высокоглинозёмистых андезибазальтов извержений 1966 и 1945 гг. [4, 13]. Плагноклаз также участвует в процессе гравитационного разделения минералов в промежуточной камере вулкана, как это было зафиксировано в потоке высокоглинозёмистых андезибазальтов извержения



А



В

Рис. 7. Гомеогенные включения в обломках магнезиальных базальтов пирокластического потока вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской. Примечания: А — меланократовое включение; В — лейкократовое включение.

1966 г. Здесь в начале извержения в изливающимся потоке лав фиксировалось увеличение количества плагиоклаза и лишь к концу извержения лава была сильно обогащена высокомагнезиальными оливинами и клинопироксенами [4].

О возможности кристаллизационно-гравитационного расслоения в промежуточной магматической камере свидетельствуют многочисленные лейкократовые и меланократовые гомеогенные включения в обломках пирокластического потока высокоглинозёмистых андезибазальтов извержения 1994 г. (рис. 7).

О присутствии периферической магматической камеры под постройкой вулкана Ключевской свидетельствуют и другие параметры его извержений. Например, значительные объёмы вулканических продуктов (до $0,4 \text{ км}^3$) извержения 1938 г. «Билукай», продолжительность (до 2 лет) и последовательность продуктов вулканической деятельности этого извержения [8, стр. 54]. Вершинное извержение высокоглинозёмистых андезибазальтов вулкана Ключевской (4750 м) в 1937 г. перешло в побочное извержение на западном склоне его постройки с образованием высокоглинозёмистых прорывов Камули (4000 м), Радист (3600 м), Перевальный (2400 м). Позднее в 1938 г. на его восточном склоне образовался ряд магнезиальных прорывов: Козей (1800 м), Невидимка (1260 м), Тиранус (1000 м) и Билукай

(высота 900 м). Магма поднялась из расслоенного малоглубинного очага по дайке северо-восточного простирания. Верхняя часть дайки состояла из «плюма» высокоглинозёмистой андезибазальтовой магмы, а нижняя часть — из магнезиальных магм уже насыщенных вышеописанными крупными магнезиальными кристаллами оливинов и клинопироксенов. При этом, либо в периферическом очаге, либо в поднимающейся магме (по трещине) между верхними андезибазальтовыми и андезитовыми — и нижними магнезиальными магмами протекают процессы перемешивания или взмучивания горизонтов кумулятивного высокомагнезиального оливина и клинопироксена. В результате этого неравновесные высокомагнезиальные оливины и клинопироксены постоянно встречаются не только в продуктах всех побочных известково — щелочных высокоглинозёмистых и магнезиальных магм, но и в вулканических продуктах вершинных извержений (рис. 4).

Петрологические аргументы в пользу присутствия магматического очага под постройкой Ключевского вулкана подтверждаются результатами геофизических работ [1, 3, 5, 15, 16, 21 и др.]. Они получены, в частности, по данным гравиметрии и сейсмологии от взрывов, выполненных вдоль профиля КМПВ через конус Ключевского вулкана. В последние годы активно проводятся исследования, направленные на разработку скоростной структуры и свойств земной коры под Ключевским вулканом по данным вулcano-тектонических землетрясений. С этой целью используются различные модификации метода сейсмической томографии, исследование магнитудно-частотных характеристик, в частности параметра b — *value* и др. Здесь приводятся лишь некоторые результаты этих исследований, которые позволяют связать выявленные в верхней коре геофизические аномалии с вероятным присутствием магматического очага под Ключевским вулканом.

На рис. 8 показано вертикальное сечение глубинной сейсмо-плотностной модели верхней коры под вулканом в изолиниях скорости продольных волн и распределения плотности пород вдоль профиля.

В интервале глубин 0–2 км и в самом конусе скоростные данные отсутствуют. Это связано со спецификой выполненных наблюдений, трудностями перемещения геофизической аппаратуры на большие высоты. Пробел восполнен гравитационным моделированием. В результате удалось выделить аномальную низкоплотностную зону диаметром 10 км [6], где может располагаться долгоживущий малоглубинный очаг (рис. 8). Этот вывод хорошо согласуется с ориентировочной оценкой протяжённости (12 км) малоглубинного очага, сделанной другими исследователями [7, стр. 81]. Под постройкой вулкана установлено положение относительно однородной скоростной зоны с нетипичным рисунком изолиний. Аномальные свойства этой зоны, вероятно, связаны с особенностями среды в области магматического



Рис. 8. Сейсмо-плотностной разрез вдоль профиля, пересекающего Ключевской вулкан. Примечания: На разрезе приведены изолинии скорости V_p (в км/с); в кружках — значения плотности (в г/см³). На врезке показано положение профиля выполненного корреляционным методом преломлённых волн.

питания вулкана. Канал поступления расплавов, скорее всего можно ожидать в месте резкого перегиба изолиний скорости (рис. ref:fig:8)

Из анализа трёхмерного распределения параметра b — *value* непосредственно под конусом вулкана Ключевской (расчёты модели выполнены Н.В. Козыревой) на глубине 0–4 км выделены аномальные особенности в распределении этого параметра, которые могут быть обусловлены повышенной трещиноватостью и/или повышенным поровым давлением. В мировой практике такие аномалии под вулканами объясняются присутствием магматических очагов.

Выводы

1. Анализ петрологических особенностей магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов и андезибазальтов исторических побочных и вершинных извержений Ключевского вулкана, одинаковое поведение главных элементов и элементов примесей в оливинах и пироксенах по мере кристаллизации продуктов вулканических извержений, значительных по объёму и продолжительных по времени, в течение одного извержения, указывают на процессы фракционной кристаллизации известково-щелочной базальтовой магмы, протекающие в долгоживущем промежуточном магматическом очаге.

2. Дифференциация составов лав, шлаковых лапилли — от магнезиальных базальтов до высокоглинозёмистых андезибазальтов вершинного извержения 1994 г.; дифференциация составов закалённых расплавных микровключений в оливинах — от высокоглинозёмистых базальтов до андезитов; присутствие в магнезиальных продуктах извержения

неравновесных ассоциаций минералов, характерных для мантийных выплавов, свидетельствуют о расчленении промежуточной магматической камеры.

3. Анализ результатов сейсмологических исследований (от взрывов и землетрясений) структуры и свойств земной коры, анализ результатов гравиметрического моделирования и расчётного параметра b -*value* позволяют считать, что периферический магматический очаг под конусом Ключевского вулкана расположен интервале глубин до 5 км. Верхняя граница промежуточной магматической камеры не определена. Вероятно она фиксируется в постройке вулкана. Диаметр промежуточного магматического очага составляет около 10 км.

Авторы выражают благодарность профессору А. А. Арискину, Я. Д. Муравьёву и В. В. Пантлеевой за продуктивное обсуждение материалов статьи и проведение совместных полевых работ на вулкане Ключевской.

Список литературы

1. Аносов Г.И., Биженина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
2. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглинозёмистых базальтов Ключевского вулкана. // Петрология, 1995, Т. 3, № 5, С. 496–521
3. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А. и др. Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3–18.
4. Важеевская А.А. Базальты ареальных зон Камчатки // Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1972. 28 с.

5. Гонтовая Л. И., Степанова М. А., Хренов А. П., Сеньюков С. Л. Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. М. 2004. № 3. С. 3–11.
6. Зубин М. И., Козырев А. И., Лучицкий А. И. Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 76–93.
7. Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержения Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. // Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. М.-Л., 1947. Из-во АН СССР, Выпуск 4. С. 3–91
7. Миронов Н. Л., Портнягин М. В., Плечов П. Ю., Хубуная С. А. Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглинозёмистых базальтов // Петрология, 2001, Т. 52 (11), С. 1736–1747.
8. Миронов Н. Л. Происхождение и эволюция магм Ключевского вулкана по данным изучения расплавных включений в оливине. Автореф. дисс. к.г.м.н. М, ГЕОХИ РАН, 2009, 31 с.
9. Озеров А. Ю., Карпов Г. А., Дроздин В. А. и др. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября -2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1994, № 5, С. 3–16.
10. Озеров А. Ю., Хубуная М. А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель генетической связи глинозёмистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 2. С. 37–61.
11. Пийп Б. И. Ключевская сопка и её извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 310 с.
12. Пийп В. Б., Ефимова Е. А., Гонтовая Л. И. Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. — 1991. N 5. — С. 83–91.
13. Хубуная С. А., Богоявленский С. О., Новгородцева Т. Ю., Округина А. М. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.
14. Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Соболев А. В., Низкоус И. В. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2007. № 2., с 3–29.
15. Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Москалева С. В. Малоглубинный очаг вулкана Ключевской (по данным петрологии и геофизики). // Материалы конференции посвящённой Дню вулканолога 29–30 марта 2008 г., Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 293–304.
16. Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.
17. Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L., Sanina I. and Levina V. Correlation of Kamchatka Lithosphere Velocity Anomalies With Subduction Processes // Volcanism and Subduction The Kamchatka Region Geophysical Monograph Series 172. 2007. P. 97–106.
18. Jarosevish F. J., Nelen J. A., Norberg J. A. Reverence sample for electron microprobe analysis // Geostandarts Newsletter, 1980, Vol. 4, P. 43–47.
19. Jochum K. P., Dingwell D. B., Rocholl A. et al. The preparation and preliminary characterization of eight geological MPI-DING reverence glasses for in-situ microanalysis // Geostandarts Newsletter, 2000, Vol. 24, P. 87–133.
20. Koulakov I., Gordeev E., Dobretsov L., Vernikovskiy V. A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding volcanoes of the Klyuchevskoy group from the results of local earthquake tomography. // Geophysical researcher Letters, Vol. 38, L 09 305, 2011
21. Lees J. M., Symons N., Chubarova O., Gorelchik V., Ozerov A. Tomographic Images of Klyuchevskoy Volcano P-Wave velocity // Volcanism and Subduction the Kamchatka Region Geophysical Monograph Series 172. 2007. P. 293–302.
22. Sobolev A. V., Hofman A. W., Kuzmin D. V. et, all. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science, 2007, Vol. 316(5823), P. 412–417.